



Gobierno de Navarra
Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA
ESCALA 1:25.000

HOJA 91-IV
ORREAGA / RONCESVALLES

MEMORIA

La presente hoja y memoria han sido realizadas por COMPAÑÍA GENERAL DE SONDEOS, S.A., habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Dirección y Supervisión (GOBIERNO DE NAVARRA)

Faci Paricio, E. Dirección del Proyecto

Castiella Muruzábal, J. Dirección del Proyecto

Autores y Colaboradores (CGS S.A.)

Olivé Davo, A. Coordinación y dirección. Cartografía Geomorfológica y Memoria.

Hernández Samaniego, A. Cartografía Geológica y Memoria.

Portero García, G. Cartografía Geomorfológica y Memoria.

Tecna, S.L. Hidrogeología, Geotecnia, Bases de datos y Digitalización.

Asesores

Gutiérrez Elorza, M. Universidad de Zaragoza

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. ESTRATIGRAFÍA	3
2.1. PALEOZOICO	3
2.1.1. Ordovícico	3
2.1.1.1. Cuarcitas en bancos potentes (8). Ordovícico inferior.....	3
2.1.1.2. Alternancia de cuarcitas y esquistos (10). Ordovícico inferior-medio	4
2.1.1.3. Cuarcitas blancas (12) ordovicico medio-Caradoc	5
2.1.1.4. Esquistos negros con orthis y capas de cuarcita (13). (ordovicico superior)	5
2.1.2. Silúrico	6
2.1.2.1. Pizarras negras con graptolites (14). Silurico	6
2.1.3. Devonico.....	6
2.1.3.1. Areniscas con intercalaciones de calizas y esquistos (15). Gediniese-Siegeniese ...	7
2.1.3.2. Esquistos y brechas dolomíticas amarillentas. Calizas con encrinios (17). Gediniese-Siegeniese	8
2.1.3.3. Esquistos con braquiópodos (19). Siegeniese-Emsiese inferior.....	8
2.1.3.4. Dolomías y areniscas con brechas y esquistos (20). Emsiese inferior-superior	9
2.2. PERMO-TRÍAS.....	10
2.2.1. Brechas versicolores, areniscas y limolitas rojas (106). Permotrías.....	10
2.3. CRETÁCICO	11
2.3.1. Conglomerados, areniscas y arcillas (144). Albiense-Cenomaniense inferior	11
2.3.2. Calizas y calizas margosas (171). Cenomaniense superior	12
2.3.3. Calizas masivas (172). Turoniense	12
2.3.4. Calcoesquistos (173). Coniaciense.....	13
2.3.5. Calizas con sílex y margocalizas (174). Santoniense	13
2.3.6. Margas y calcoesquistos (189). Campaniense-Maastrichtiense	14
2.4. Terciario.....	14
2.4.1. Paleoceno	14
2.4.1.1. Calizas y margas (204). Thanetiense	14
2.4.2. Eoceno.....	15
2.4.2.1. Margas arcillosas, areniscas y calcarenitas (218). Cuisiense.....	15
2.5. CUATERNARIO.....	15
2.5.1. Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis (524). Pleistoceno.....	15
2.5.2. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (530). Cantos con escasa matriz. Canchales (536). Holoceno.....	16

2.5.3. Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (537). Cantos, limos y arcillas. Conos de deyeccion (548). Holoceno.	16
3. TECTÓNICA.....	17
3.1. TECTÓNICA REGIONAL.....	17
3.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS	19
4. GEOMORFOLOGIA.....	22
4.1. SITUACION Y DESCRIPCION FISIOGRAFICA	22
4.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO	23
4.2.1. Estudio morfoestructural	23
4.2.2. Estudio del modelado	23
4.2.2.1. Formas de ladera	24
4.2.2.2. Formas fluviales	24
4.2.2.3. Formas poligenicas.	25
4.2.2.4. .Formas glaciares/periglaciares	25
4.2.2.5. Formas karsticas	25
4.2.3. Formaciones superficiales.....	26
4.2.3.1. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones. (a) laderas. Holoceno.	26
4.2.3.2. Gravas, arenas y arcillas (fondos de valle). Cantos en matriz limoarcillosa (conos de deyeccion).(b). Fluvial. Holoceno.	26
4.2.3.3. Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis (c). Poligenico. Pleistoceno. Glacis actual-subactual (d). Holoceno.....	27
4.3. EVOLUCION DINAMICA	27
4.4. MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	28
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	29
6. GEOLOGIA ECONOMICA	32
6.1. RECURSOS MINERALES.....	32
6.2. HIDROGEOLOGIA	32
6.2.1. Introduccion	32
6.2.2. Climatologia e hidrologia.....	33
6.2.3. Geologia y estructura	33
6.2.4. Principales acuíferos	33
6.2.5. Principales manantiales.....	34
7. BIBLIOGRAFIA.....	35

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA A ESCALA 1:25.000.

91-IV. Orreaga / Roncesvalles

1. INTRODUCCIÓN

Este cuadrante a escala 1:25.000 de denominación Orreaga-Roncesvalles (91-IV), se incluye en la hoja de Valcarlos (91) a escala 1:50.000 del mapa topográfico nacional.

Solamente dos tercios aproximadamente de la hoja están englobados en el extremo septentrional de la provincia de Navarra, correspondiendo el resto del territorio a Francia.

Los relieves montañosos son importantes, pertenecientes a los Pirineos Navarros, con cotas máximas de 1565 en Orzanzurieta, 1497 en Asto Bizkar, 1463 en Txangoa, 1341 en Mendilar, 1324 en Bentarteko Lepoa, 1303 en Loibeltx, 1279 en Girizu e Iturroa, 1229 en Axistoi y 1209 en Meatce. Las cotas mínimas discurren por el cauce del río Valcarlos próximas a los 350 m; y a escasos kilómetros de los picos anteriormente citados, lo que da idea de lo abrupto del terreno.

La principal corriente fluvial corresponde al río Valcarlos cuyas aguas vierten hacia el norte, mientras que los barrancos Suringua, Otezula y Changua lo hacen hacia el sur.

La densidad de población es baja siendo el único núcleo de población Roncesvalles con menos de 100 habitantes.

La única vía de comunicación que atraviesa la hoja es la CN 135 que comunica con Francia por el paso fronterizo de Arneguy.

Desde el punto de vista geológico la zona de estudio se encuentra en el denominado macizo de Aldudes-Quinto Real dentro de la Zona Axial Pirenaica, constituido por materiales paleozoicos comprendidos entre el Ordovícico y el Devónico, mesozoicos, que salvo pequeños afloramientos permotriásicos corresponden al Cretácico, y Terciario, representados por el Paleoceno y Eoceno, y por último los escasos depósitos cuaternarios de recubrimiento.

Desde el punto de vista estructural destaca el frente de cabalgamiento que discurre próximo al borde sur de la hoja, las fallas inversas, cabalgamientos y fuertes

replegamientos en sinclinal y anticlinal de dirección general N-135°E que ocupan una posición central en la hoja y una falla de desgarre de dirección N 45°E que discurre por la esquina noroeste de la hoja.

Los estudios previos en la zona aún no siendo muy numerosos sí son variados y correspondiendo a temas concretos y a veces en puntos muy localizados. Entre ellos, y de la zona que nos afecta, cabe destacar a K. KLARR que estudia el Paleozoico de la mitad oriental de la hoja 1:50.000 de Valcarlos, apoyándose en datos de H.F. KRAUSSE y H. REQUADR. C. HEDDEBAUT estudia los materiales paleozoicos del macizo de Aldudres así como las estructuras que los afectan, y J.M. MERLE las relaciones paleogeográficas y estructurales entre los macizos vascos al sur de S.J. de Pied de Port. A. D. Muller se debe el estudio de los Pérmicos y Triásicos de la zona y A. CARBAYO estudia los mesozoicos y terciarios de la mitad sureste de la misma hoja.

Otros datos de gran interés se deben a G. LE POCHAT, que realiza el estudio estratigráfico y estructural muy detallado del sector francés próximo al área de este estudio.

Para la realización de la cartografía y la redacción de la presente memoria ha sido de gran utilidad la documentación cedida por la Diputación Foral de Navarra y cuyos autores son A. Carbayo, H.F. Krausse y A. Pilger.

2. ESTRATIGRAFÍA

En el área de estudio aflora una sucesión paleozoica que se encuentra deformada por las fases hercínicas y que abarcan desde el Ordovícico hasta el Devónico superior. En zonas próximas a esta, afloran materiales de edad carbonífera y discordantes sobre todos ellos sedimentos pérmicos y triásicos, así como jurásicos y cretácicos, de los cuales solo los permotriásicos y cretácicos están representados en esta hoja. Por último, y relacionados con los anteriores mediante el frente de cabalgamiento, materiales del Paleoceno y Eoceno.

2.1. PALEOZOICO

2.1.1. Ordovícico

Está constituido por una sucesión de cuarcitas y esquistos, en la que K. KLARR (1971) divide en tres unidades:

- Formación cuarcítica basal

- Formación alternancias de cuarcitas y esquistos

- Formación de esquistos y filitas bandeadas

Estas ocupan franjas alargadas de dirección NO-SE que atraviesan la zona central de la hoja.

2.1.1.1. Cuarcitas en bancos potentes (8). Ordovícico inferior

Afloran en la zona central de la hoja formando franjas alargadas de orientación NO-SE, afectadas por pliegues, fallas y cabalgamientos de la misma orientación y en el caso de los últimos con vergencia hacia el SO.

Esta unidad cartográfica está constituida en la base por un paquete de unos 120 m de potencia de cuarcitas en capas de 0,30 a 1 m de potencia y en ocasiones con intercalaciones finas de esquistos. Sobre estas se dispone unos 600 m de cuarcitas en bancos gruesos (hasta 1,5 m y solo ocasionalmente 2 m de potencia) con finos entre capas, de escasa potencia.

Las estructuras sedimentarias que contienen, estratificaciones cruzadas, estructuras hummocky, techos de capas ondulados y ripples a techo de las mismas, corresponden a medios de alta energía, correspondientes a plataformas siliciclasticas, en zonas por debajo del nivel de base del oleaje, y en las que solamente en épocas de tormentas el oleaje profundizaría lo suficiente para remover las arenas del fondo.

No contienen fósiles, salvo pistas de gusanos inclasificables, por lo que la edad Ordovicio inferior (Tremadoc?-Arenig) se adjudica por comparación con unidades similares en áreas próximas.

2.1.1.2. Alternancia de cuarcitas y esquistos (10). Ordovicio inferior-medio

Afloran en zonas próximas a la unidad (8) anterior, formando franjas de la misma orientación.

Esta unidad está constituida por una alternancia de capas de cuarcita, de 20 a 50 cm de potencia, en ocasiones de aspecto tableado, con niveles de esquistos. La proporción entre ambas litologías es aproximadamente del 50% en su base, aumentando hacia el techo la proporción de la fracción fina. Localmente intercalan, preferentemente hacia la base, bancos gruesos de orden métrico de cuarcitas blanquecinas, que facilitan el trazado de los pliegues en la cartografía. La potencia del conjunto se estima en unos 800 m. Por lo general estos materiales se encuentran intensamente replegados y, en este sector, con direcciones dominantes NO-SE.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son los ripples, principalmente a techo de capas, y estratificaciones cruzadas y de bajo ángulo, y sólo localmente hummocky. La

bioturbación es de media a abundante, llegando a borrar en ocasiones las estructuras sedimentarias. Se interpretan como depósitos de una plataforma externa abierta.

La parte basal tiene una edad Arenig, habiéndose hallado fauna caradociense a techo (HAMMAN, 1982).

2.1.1.3. Cuarcitas blancas (12) ordovicico medio-Caradoc

Afloran a techo de la unidad anterior, en la esquina noroeste de la hoja.

Esta unidad cartográfica está constituida por unos 70 m de cuarcitas blanquecinas en capas de potencia decimétrica, ocasionalmente de aspecto masivo. Presentan frecuentes huellas de carga en la base de los estratos. Corresponden a sedimentos de plataforma interna somera, posiblemente barras submareales.

La escasa presencia de restos fósiles, reducidos a algunas pistas de bilobites, no permite la datación precisa de la unidad, asignándole una edad Ordovícico-medio-Caradociense por su posición estratigráfica.

2.1.1.4. Esquistos negros con orthis y capas de cuarcita (13). (ordovicico superior)

Esta unidad está formada en su base por unos 250 m. de esquistos de tonos gris-azulados a negros con un cierto contenido en limos. Intercalan niveles finos de areniscas cuarcíticas, con laminación flaser, que pueden llegar a alcanzar los 5 cm de grosor y capas algo más potentes de cuarcita.

Por encima se disponen otros 100 m de esquistos arcillosos de colores oscuros y que contienen fauna como *Orthis plicata* SOW, *Calimene* sp. y *Coculella* sp.

Corresponden a facies de plataforma interna protegida, bajo influjo de la acción mareal.

Por su contenido faunístico, que marcaría una edad probablemente Asghilliense, se atribuye la unidad al Ordovícico superior.

2.1.2. Silúrico

Está representado por una única unidad cartográfica, que es equiparable a los “Esquistos de Arneguy” de la zona francesa. En esta hoja los mayores afloramientos están localizados en el sector de la Fábrica de Orbaiceta y asociado a cabalgamientos que se han visto favorecidos por la plasticidad de estos materiales.

2.1.2.1. Pizarras negras con graptolites (14). Silurico

Regionalmente esta unidad está constituida por pizarras y esquistos negros con finas intercalaciones de cuarcitas y areniscas y localmente de caliza. En la parte basal se encuentra, a veces, un banco dolomítico de unos 20 m. de espesor. La potencia total del tramo se estima en unos 130 m, difícil de confirmar debido al intenso replegamiento que han sufrido estos materiales.

Se interpretan como depósitos de cuenca abierta.

Los niveles calcáreos presentan restos de conodontos mal conservados, determinados por WALLISER; 1957 como *Neoprioniodus bicurvatus* (BRANSON Y MELH), *Lonchodina greilingi* (WALL), *Trichonodella inconstans* (WALL), *Plectospathodus extensus* (RHODES) y *Spathognathodus aff. inclinatus inclinatus* (RHODES), además de algunos graptolites que en el sector francés corresponden al género *Monograptus*. De acuerdo a esto, y por correlación con los niveles equivalentes en el valle de la Nive d'Arneguy se les atribuye una edad silúrica, Wenlockiense-Ludlowiense.

2.1.3. Devonico

Regionalmente se han diferenciado dentro del Devónico de la zona dos Dominios, el Grupo Valcarlos que se localiza en el sector noreste y el Grupo Quinto Real que se sitúa en el sector suroeste. Ambos están claramente relacionados por cambios laterales de facies, que en ocasiones pueden ser bastante bruscos, con litofacies en un sector que no están representadas en el otro, lo cual refleja una paleogeografía muy variada y por tanto

en contradicción con la continuidad sedimentaria con los materiales del Silúrico, como tradicionalmente se viene aseverando.

En el sector estudiado, en el conjunto de los materiales de esta edad, que se corresponden con el primer dominio, pueden diferenciarse cinco tramos cartográficos de características litológicas diferentes, de los cuales solo cuatro de ellos están representados en la hoja de Roncesvalles.

2.1.3.1. Areniscas con intercalaciones de calizas y esquistos (15). Gediniense-Siegeniense

Esta unidad se localiza en la esquina SO en los relieves del monte Girizu y en el sector de la Fábrica de Orbaiceta (esquina SE de la hoja).

Está constituida por una alternancia de capas de centimétricas a decimétricas, de aspecto tableado y microrítmico característico, de areniscas y esquistos de tonos gris oscuro. Localmente hay bancos de mayor potencia de carbonatos.

Las estructuras sedimentarias, visibles cuando los afloramientos son amplios, son laminaciones paralelas, ripples de oscilación y corriente y estratificaciones cruzadas de bajo ángulo. Se interpretan estos materiales como una serie turbidítica en transición a una plataforma carbonatada.

Asociados a estos materiales, se encuentran localmente fuertes resaltes constituidos por unas brechas cuarcíticas, cuyo origen es dudoso, pues aunque en el afloramiento aparentan tener un origen sedimentario, su disposición próxima a importantes cabalgamientos inducen a pensar, en un origen tectónico. En el primer caso podrían reflejar una zona de inestabilidad tectónica.

El espesor estimado es de unos 300 m.

Los hallazgos faunísticos indican una edad Gediniense-Siegeniense inferior.

2.1.3.2. Esquistos y brechas dolomíticas amarillentas. Calizas con encrinos (17). Gedinense-Siegeniense

Por encima de la unidad anterior y en continuidad sedimentaria con ella, se dispone un tramo cartográfico constituido por una alternancia de esquistos calcáreos y calizas dolomíticas de aspecto esquistoso, con encrinos. Por lo general se disponen en capas centimétricas de aspecto laminado.

Es característico de este tramo el constituir un blando relativo entre las unidades litológicas entre las que se encuentra, que presenta mayor resistencia a la erosión. También es característico por sus tonos ocre-amarillentos por alteración, aunque en corte sea de tonos grises, beige y localmente rojizos.

La potencia de esta unidad supera los 200 m.

Debido a las características litológicas anteriormente citadas, es difícil realizar observaciones con cierta continuidad, que permitan hacer un análisis de las estructuras sedimentarias en la unidad, salvo en afloramientos puntuales en los que pueden apreciarse laminaciones. Se interpretan como un tramo de características mixtas terrígeno-carbonatadas que marca la transición de una cuenca bierta a una plataforma carbonatada.

En el sector francés se han encontrado restos fósiles clasificados como *Uncinulus* sp, *Oligoptycherhynchus daleidensis*, *Hysterlithes hystericus*, *Spirifer* sp., *Douvillina triculta*, *Howellia mercurii*, *Branikia*, *Mavispirifer gosseleti*, *Brachyspirifer rousseaui*, *Mulationella barroisi*, *Volynites velaini*, *Icriodus angustoides angustoides* y *Pelekysgnathus serrata*, que datan el límite entre el Gedinense y el Siegeniense.

2.1.3.3. Esquistos con braquiópodos (19). Siegeniense-Emsiense inferior

Este tramo cartográfico está formado por esquistos fosilíferos de hasta unos 100 m de potencia, con abundantes braquiópodos. Está relacionada con la unidad anterior por cambio lateral de facies. No se descarta que pueda encontrarse en otras posiciones

estratigráficas más altas, también como cuñas intercaladas en la unidad 13 que se describe a continuación.

Se interpretan como depositados en zonas internas de una plataforma carbonatada.

Se han determinado las siguientes especies de braquiópodos:

Orthis cf. *orbicularis* VERNEUIL, *Tentaculites* cf. *scalaris* BARRIOS, y *Retzia adrieni* VERNEUIL-D'ARCHIAC, que datan al Emsiense (det. T. del PAN, 1973).

2.1.3.4. Dolomías y areniscas con brechas y esquistos (20). Emsiense inferior-superior

Esta unidad cartográfica aflora parcialmente en la bajada desde Roncesvalles a Valcarlos y al este y noreste de la Fábrica de Orbaiceta. En la zona francesa se la conoce con el nombre de Formación Ondarrolle (H. REQUAT, 1973).

Está constituida por una sucesión monótona de capas de dolomías, areniscas, cuarcitas y calizas, de tonos amarillentos y ocre, distribuidas en bancos de orden métrico, algunos de los cuales dan resaltes de gran continuidad lateral, lo que permite el trazado de líneas de capa, y la determinación de las estructuras tectónicas.

Intercalan niveles de brechas, de cantos angulosos de variados tamaños (llegan a los 15 cm) y litologías, cementados por una matriz rojiza formada por granos de cuarzo impregnados de hematites hidratada. También intercalan tramos de esquistos con braquiópodos (K. KLARR, 1971) que en algunas cartografías separan como unidad independiente, y que en el presente trabajo englobamos dentro de esta unidad cartográfica, porque como habíamos indicado en el apartado 1.1.3.3., estos niveles se intercalan como cambios de facies a lo largo de la serie estratigráfica. Por otra parte, hacia el techo de la unidad se hace predominante la serie carbonatada, estando constituida por una alternancia de capas de calizas y dolomías, con contienen crinoides y corales, que marcan el tránsito a la Unidad de Calizas arrecifales que no llegan a aflorar en este cuadrante.

El espesor total del tramo se aproxima a los 500 m.

Esta sucesión representa el relleno rápido de pequeñas cuencas subsidentes e inestables, lo que explicaría tanto las variaciones de facies bruscas que presentan los materiales de esta edad, de unas zonas a otras como las variaciones de potencia, y la complejidad de las leyendas de los mapas preexistentes.

H. REQUADT, 1973 encontró conodontos de edad Gedinense entre estos materiales, y a techo de los mismos data fauna del Emsiense inferior. La primera datación debe corresponder a materiales resedimentados de edades más tempranas, en parte como consecuencia de la inestabilidad tectónica de los bordes de la cuenca, que provocaría la caída en la misma, no solo de fragmentos de roca que constituiría las brechas sino también las faunas asociadas. Por tanto, a pesar de los datos anteriores, consideramos para esta formación una edad Siegeniense-Emsiense.

En esta unidad se ha encontrado la siguiente fauna: Favosites aff. cervicornis GOLDFURS, Fenestella aff. explanata ROEMER, y Trematospira cf. multistriata (HALL).

2.2. PERMO-TRÍAS

2.2.1. Brechas versicolores, areniscas y limolitas rojas (106). Permotriás

Los materiales de esta edad en la hoja se reducen al pequeño afloramiento existente a unos 2 km. al este de Roncesvalles, a lo largo de una estrecha franja asociada al cabalgamiento.

Están constituidos por brechas de cantos carbonatados de tonos marrón-rojizos que D. MÜLLER (1969) atribuye al Pérmico, y areniscas y limolitas rojizas, que el mismo autor asocia al Buntsandstein medio-superior. La observación de estos depósitos está dificultada por los recubrimientos cuaternarios procedentes de los relieves próximos, por lo que se ha optado por cartografiarlos en una sola unidad de edad permotriásica.

2.3. CRETÁCICO

El Cretácico en serie continua se encuentra en el sector oriental de la hoja de Roncesvalles, apoyándose discordantemente sobre distintas unidades del paleozoico. Otros afloramientos de menor entidad se encuentran, intermitente, a lo largo del frente de cabalgamiento. Es característica la existencia de hiatos estratigráficos considerables, a veces afectando a varios pisos, lo que refleja la actividad tectónica en estos periodos de tiempo.

2.3.1. Conglomerados, areniscas y arcillas (144). Albiense-Cenomaniense inferior

Este grupo litológico que constituye la base del Cretácico en este sector, está constituido mayoritariamente por areniscas y lutitas arenoso-margosas, de tonos rojizos, violáceos y grises, con cuerpos intercalados de conglomerados y microconglomerados. Forman secuencias, de carácter positivo, constituidas en la base por los elementos detríticos gruesos y hacia techo por los elementos finos, de claro origen fluvial.

Los conglomerados están formados fundamentalmente por cantos de diámetro máximo 2-3 cm de composición cuarcítica principalmente y en menor proporción de areniscas y pizarras y localmente se observan pisolitos ferruginosos, empastados todos ellos por una matriz arenoso-limosa de tonos rojizos. El cemento es silíceo en los cuerpos inferiores, pasando a carbonatado a medida que ascendemos en la serie. Forman cuerpos de forma tabular, de orden métrico.

Las areniscas son rojizas, ferruginosas de grano medio a grueso y microconglomerática, en bancos de forma tabular de 0,5 a 1 m de potencia, cementadas y con aspecto oqueroso por erosión/alteración.

La potencia total de la unidad varía de 0 m a 75 m.

La ausencia de fauna impide una datación precisa. SOUQUET (1966) identifica esta facies (pudingas de Mendibelza) con las "facies de Utrillas" por lo que las atribuye una

edad Albiense-Cenomaniense inferior. Más tarde K. KLARR (1971) les adjudica una edad Vraconiense.

2.3.2. Calizas y calizas margosas (171). Cenomaniense superior

Sobre los materiales anteriormente citados y en clara disarmonia con ellos aflora una serie alternante de calizas y margocalizas en capas de 20 a 30 cm. Con aspecto tableado, que constituyen el primer resalte de la serie carbonatada cretácida. Las calizas contienen fragmentos de fauna (biomicritas) y tienen tonos grises y verdosos, son algo arenas y localmente se observan granos de glauconita. Terminan en un tramo de unos 8 m. Cubierto.

Esta unidad, hacia el borde sur de la hoja, se acuña por lo que la potencia de este tramo oscila entre 0 y 16 m.

Estos materiales equivalen a los primeros depósitos de origen marino correspondientes a la transgresión que se inicia en el Cenomaniense medio.

Contienen *Praealveolina cretácea brevis* (REICHEL) lo que permite datarlas como cretácico superior.

2.3.3. Calizas masivas (172). Turoniense

Concordantes con los materiales descritos anteriormente se sitúan unas calizas de tonos grises y beige, con algunos elementos detríticos en pequeña proporción (arena y limo). Esta serie carbonatada está constituida en la base por unas calizas de aspecto tableado, que progresivamente hacia el techo van intercalando bancos más potentes de aspecto masivo de calizas dolomíticas, alternando con tramos blandos semicubiertos constituidos por margocalizas gris negruzcas con bioclastos, y calcarenitas igualmente negruzcas (15 m), para terminar con un tramo, que forma un resalte morfológico en el paisaje, de unos 25 m de potencia constituido por unas calizas masivas grises, de aspecto brechoide y noduloso.

La potencia máxima observable en esta zona es de unos 65-70 m perdiendo potencia hacia el sur, donde desaparece por acuñamiento al sur del pico Mendilar.

La microfauna determinada corresponde a: *Piytonella ovalis* (KAUFMANN), *Globotruncana helvetica* BOLLY y *G. cf. sigali* REICHEL, que permiten atribuir esta formación al Turoniense.

2.3.4. Calcoesquistos (173). Coniaciense

Sobre el cejo que constituyen las calizas turonienses, se encuentra un tramo que forma un blando relativo, no muy potente (30 a 35 m), por lo general semicubierto, constituido por calizas margosas con glauconita, de aspecto esquistoso, de tonos grises y verdosos, con abundantes restos de *Pithonellas* y *Globotruncanas*, de las que se han clasificado: *Marginotruncana sigali*, *M. renzi*, *M. pseudolinneiana*, *M. coronata*, *M. differens*, *M. imbricata* y *Hedbergella planispira*, que datan al Coniaciense.

2.3.5. Calizas con sílex y margocalizas (174). Santoniense

Esta unidad cartográfica regionalmente tiene un carácter discordante sobre las unidades descritas anteriormente, provocando la desaparición de algunas de ellas en la zona sureste de la hoja.

Está constituida en la base por conglomerados de cantos calizos, de hasta 10 cm de diámetro máximo, empastados por una matriz arcillo-arenosa y cemento calcáreo.

Sobre estos, se apoyan unas calizas arenosas de tonos grises, amarillentos y blanquecinos con niveles de sílex, alternando con tramos de calcoesquistos. Los componentes detríticos se hacen minoritarios hacia el sur, donde llegan a desaparecer. Presentan abundantes huellas de carstificación.

Corresponden a depósitos de una plataforma marina somera.

Contienen abundantes restos de fauna entre las que se han clasificado: Nummofallotia cretácea (SCHLUMB), Dictyopsella kiliani MUN-CHALM; y Lacazina elongata MUN-CHALM que definen al Santoniense.

2.3.6. Margas y calcoesquistos (189). Campaniense-Maastrichtiense

Esta unidad está constituida por margo-calizas, de aspecto pizarroso y costras de limonita, de tonos amarillentos dominantes y zonas parcheadas de tonos violáceos. Localmente presenta niveles con abundante glauconita, y también tramos arenosos. Al noreste del Pico Úrculo y próximo a la frontera francesa, aflora un nivel muy característico de calizas con glauconita, de color violáceo, que se acuña hacia el este por cambio de facies.

Se ha determinado: Globotruncana cf. rosseta CARSEY, G. Gansseri BOLLI y Navarella joaquina CIRY y RAT, que permiten datar al Campaniense-Maastrichtiense.

2.4. Terciario

Aflora exclusivamente en la banda meridional de la hoja de Roncesvalles, afectado por el cabalgamiento de Roncesvalles.

Se han diferenciado dos grupos litológicos uno de edad paleoceno y otro de edad eoceno.

2.4.1. Paleoceno

2.4.1.1. Calizas y margas (204). Thanetiense

Esta unidad cartográfica está constituida por una alternancia de calizas y margas que progresivamente hacia el techo se carga en componentes detríticos, constituyendo una serie de aspecto flyschoides, de areniscas calcáreas, en capas de potencia centimétrica, y margas arcillosas con predominio de las segundas, de tonos grises y beige.

La potencia estimada es de unos 250 m.

Estos materiales se interpretan como depositados en una plataforma carbonatada distal a cuenca abierta.

La fauna registrada consiste en: *Globigerina daubjergensis* BRONNMANN, G. aff. *tricolulinoides* PLUMM, G. *velascoensis* que datan al techo del Paleoceno (Thanetiense).

2.4.2. Eoceno

2.4.2.1. Margas arcillosas, areniscas y calcarenitas (218). Cuisiense

Está constituida por una alternancia de areniscas calcáreas y calcarenitas con margas arcillosas, con predominio de las segundas, de tonos grises a amarillentos por alteración. La potencia total sobrepasa los 180 m. Forman secuencias turbidíticas depositadas en la parte distal de la plataforma a cuenca.

Aunque posee una fauna muy escasa, se ha determinado la *Globorotalia quetra* BOLLI del Eoceno (Cuisiense).

2.5. CUATERNARIO

2.5.1. Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis (524). Pleistoceno

Las morfologías con depósito correspondientes a glacis se localizan, exclusivamente, en el borde suroccidental de la hoja.

Constituyen morfologías con depósito que, enraizando en los relieves más elevados se derraman hacia las zonas más deprimidas de los valles.

Alcanzan escasa extensión en el ámbito de la hoja, y están formados por cantos, subangulosos a subredondeados, englobados en una matriz areno-limosa y arcillosa de tonos ocre y pardos. Su espesor suele situarse en torno a los 2-3 m., que puede aumentar en las partes más distales de los depósitos.

Su edad es Pleistoceno.

2.5.2. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones (530). Cantos con escasa matriz. Canchales (536). Holoceno.

Aunque el proceso de regularización de las vertientes en el área es generalizado, se ha representado en la cartografía los depósitos con morfología de coluvión (530) cuando alcanzan mayor desarrollo.

Están formados por cantos englobados en una matriz arcillosa y limosa, de tonos pardos y grisáceos. Su espesor, en las zonas más distales del depósito, puede alcanzar los 2-3 m.

En las partes más elevadas, y al pie de los cresteríos principales, se han cartografiado algunos depósitos correspondientes a canchales (536), formados por cantos angulosos y subangulosos procedentes de los relieves superiores, y sin apenas matriz.

Se ha estimado para estos depósitos edad holocena.

2.5.3. Gravas, arenas y arcillas. Fondos de valle (537). Cantos, limos y arcillas. Conos de deyección (548). Holoceno.

Los rellenos aluviales, correspondientes a los fondos de valle (537), son muy escasos en el ámbito de la hoja.

Se trata de depósitos formados por gravas, arenas, arcillas y limos en proporción variable, y cuya potencia no suele exceder de 1-2 m.

En las salidas de algunos barrancos, se han cartografiado morfologías con depósito de conos de deyección (548), formadas por cantos con matriz limoarcillosas en proporción variable. Su extensión es reducida, y el espesor de los depósitos no debe superar los 2-3 m. en sus zonas más distales.

La edad de estas unidades es holocena.

3. TECTÓNICA

3.1. TECTÓNICA REGIONAL

Desde el punto de vista estructural la zona estudiada se encuentra situada en el sector vasco de la Cadena Pirenaica.

Las deformaciones en este sector tienen su origen en la superposición de dos ciclos orogénicos, cada uno de ellos a su vez de carácter polifásico.

La primera deformación registrada en los materiales aflorantes en el área de estudio corresponde a la orogenia Hercínica, cuyas fases de plegamiento principal se sitúan en esta región de los Pirineos entre el Namuriense B y el Estefaniense Medio. El siguiente evento deformativo importante queda registrado en la discordancia existente entre el conjunto Estefaniense-Autuniense y el conjunto en facies Saxonienses, que representa la transición del régimen compresivo residual de ciclo hercínico a un ciclo de carácter distensivo. Los siguientes eventos o pulsaciones tectónicas de entidad han quedado registrados en la sucesión cretácica de la Cuenca Vasco-Cantábrica, donde se han citado tres rupturas estratigráficas, que localmente aparecen como discordancias:

- Ruptura de la base de la sucesión Purbeck-Weald: cambio de sedimentación marina en el Cretácico inferior como culminación a la fase regresiva iniciada en el Dogger.
- Ruptura del Cretácico medio (Albiense medio-superior): fase regresiva y reorganización paleogeográfica. Desarrollo de fosas de flysch en el Pirineo.
- Ruptura del final del Cretácico superior: fase regresiva en relación con la deformación pirenaica. Desarrollo de cuencas de antepaís en el Pirineo.

En el Pirineo Centro-Oriental, la deformación principal alpina principal tiene lugar en el Cretácico superior (Maastrichtiense)-Mioceno inferior, cuando se produce la translación y apilamiento de las láminas cabalgantes.

En este sector de la cordillera se diferencian tres grandes unidades estructurales, con un núcleo paleozoico y cobertera mesozoica, separadas entre sí por grandes accidentes más o menos cabalgantes:

- Los Aldudes

- Mendibelza

- Baygoura

Y además la zona de antepais plegada y cabalgada, constituida por las unidades tipo flysch del Cretácico superior-Paleoceno.

De ellas, las que están presentes en el sector estudiado son las dos primeras y la cuarta. A continuación se hace una breve descripción de ellas.

ALDUDES

Presentan un contraste estructural entre el sector norte y el sureste. En este segundo sector, las estructuras reflejan una actividad tectónica intensa, que han dado lugar a pliegues muy apretados con vergencia sur y cabalgamientos. Estas estructuras tienen una disposición arqueada, pasando de la N 120°E (en el sector sudeste) a la N 160°E (en el sector noroeste) y la N 20°E (al norte). La hoja de Roncesvalles se encuentra situada en la primera disposición, afectando a materiales ordovícicos, silúricos y devónicos, siendo sobrepasada en su extremo oriental por el cabalgamiento de la unidad estructural de Mendibelza.

MENDIBELZA

Esta unidad está constituida por un zócalo paleozoico y una cobertera del Jurásico-Cretácico y Cretácico superior-Terciario. Estas coberteras de la unidad de Mendibelza son las que recubren a la unidad de los Aldudes en su extremo oriental (zona de Urculu).

ZONA DE ANTEPAIS

Esta unidad aflora en el borde sur de la hoja y está constituida por materiales del Cretácico superior-Paleógeno de tipo flysch, afectados por el cabalgamiento de Roncesvalles que provoca la inversión en los buzamientos, en las zonas próximas a la estructura.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS

Por una parte los materiales del Ordovicio, Silúrico y Devónico que constituyen la unidad estructural de Aldudes, están afectados por pliegues anticlinales y sinclinales, por lo general tumbados, con vergencia sur y fallas cabalgantes, ambas de orientación general N 120°E y extensión kilométrica.

Entre ellas destacan de norte a sur:

Cabalgamiento de Bentarteko Lepoa: discurre en parte próximo a la frontera francesa, en el borde norte del sector estudiado. Pone en contacto materiales del Silúrico-Devónico de la unidad estructural de Mendibelza, junto con su cobertera mesozoica, con los ordovícicos replegados de la unidad de los Aldudes. Por lo menos en parte, este desplazamiento se ha visto favorecido por las pizarras silúricas, que por su carácter plástico, han servido de material de despegue.

Falla inversa de Menditxipi: pone en contacto materiales del Ordovícico medio-superior con los del Ordovícico inferior.

Entre esta estructura y la anterior las series ordovícicas están afectadas por el Sinclinal Tumbado de Loibeltx y el sinclinal de Berola.

Cabalgamiento de Orzanzurieta: pone en contacto cabalgante los materiales cuarcíticos del Ordovícico inferior con las alternancias de cuarcitas y pizarras del Ordovícico medio.

Entre esta estructura y la anterior la serie ordovícica se ve afectada por el Anticlinal tumbado de Bizkarluze y el Sinclinal tumbado de Orzanzurieta.

Cabalgamiento del Alto Bizcar: pone en contacto los materiales alternantes de cuarcitas y pizarras del Ordovícico medio con las pizarras del Ordovícico superior.

Entre esta estructura y la anterior la serie del Ordovícico medio se encuentra intensamente replegada por, al menos, tres sinclinales tumbados y dos anticlinales tumbados (zona replegada de Burregieta), alguno de ellos de carácter local y escaso desarrollo longitudinal.

Cabalgamiento de Puerto de Ibañeta: pone en contacto, mediante cabalgamiento los tramos pizarrosos del Ordovicio superior con los del Devónico.

Entre esta estructura y la anterior la serie del Ordovícico Superior se encuentra intensamente plegada y fracturada, en los que pueden diferenciarse un sinclinal tumbado y un anticlinal tumbado de amplio recorrido, además de otros de menor entidad no representados en la cartografía (zona replegada del Pto. de Ibañeta).

En el sector comprendido entre este cabalgamiento del Pto. de Ibañeta y el cabalgamiento de Roncesvalles, en la esquina suroeste de la hoja, los materiales del Devónico están estructurados por el Anticlinal de Girizu.

Cabalgamiento de Roncesvalles: Esta estructura, de gran importancia en la geología regional, pone en contacto mediante cabalgamiento los materiales del Paleozoico, junto con las estructuras anteriormente citadas que las afectan, con las unidades tipo flysch del Cretácico superior-Paleógeno. Su trazado (E-O), que es subparalelo al borde meridional de la hoja, es quebrado, estando afectado por alguna de las fallas anteriormente citadas, así como por otras conjugadas con ellas de menor rango, lo que indica el movimiento de algunas de ellas en etapas posteriores a la que origina el cabalgamiento que nos ocupa. Es característica la orla que la bordea por el sur en la que llegan a aflorar, arrastrados por el cabalgamiento, materiales desde el Triásico al Cretácico superior, de forma discontinua.

Zona fallada de Artxurieta-Valcarlos: en la esquina noroeste de la hoja de Roncesvalles, los materiales del Ordovícico están afectados por una serie de fallas subparalelas a la

dirección N 20°E, que trastocan las direcciones de pliegues, fallas y cabalgamientos definidos en la unidad tectónica de Aldudes, para tomar una orientación más nortada en el cuadrante 91-II Valcarlos. Corresponde a una zona de inflexión de las citadas en el apartado 3.1.

4. GEOMORFOLOGIA

La hoja de Orreaga-Roncesvalles se localiza en la parte más septentrional del territorio navarro en las proximidades del límite con Francia, incluyendo la zona más oriental del Macizo de Aldudes-Quinto Real, así como el desfiladero de Roncesvalles.

En el ámbito de la hoja predomina el modelado estructural labrado sobre los materiales detríticos predominantemente paleozoicos y mesozoicos que constituyen el sustrato.

En el conjunto de la hoja es notable la presencia de frecuentes procesos de incisión de la red de menor orden, así como una regularización de vertientes bastante generalizada.

4.1. SITUACION Y DESCRIPCION FISIOGRAFICA

La hoja de Orreaga-Roncesvalles se sitúa, como ya se ha indicado, en la parte septentrional del territorio navarro, inscribiéndose en el dominio morfoestructural del Pirineo Occidental.

El conjunto del relieve axial pirenaico va progresivamente descendiendo hacia el Atlántico encontrándonos, en esta zona, la representación del equivalente de la zona axial, que viene definida por el Macizo de Aldudes-Quinto Real.

Morfográficamente, la hoja se caracteriza por la presencia de un relieve montuoso. La cota culminante en el ámbito de la hoja es el vértice Ortanzurita (1.565 m.), en la zona centromeridional de área. Otras alturas importantes son: Urkulu (1.425 m.) Mendilar (1.348 m.) y Murukoa (1.219 m.) en la zona suroriental; Asto Bizkar (1.495 m.), Txangoa (1.457 m.), Menditxipi (1.372 m.) Y Alto Don Simón (1.149 m.) en la zona central, y Meatce (1.209 m.), Iturrau (1.279 m.) y Girizu (1.279 m.) en la zona occidental.

El drenaje en el ámbito de la hoja de Olaberri presenta la característica principal de incluir la divisoria de aguas Cantábrico-Mediterráneo, ya que la parte meridional es vertiente a las cuencas del Erro e Irati, correspondientes a la Cuenca del Ebro, mientras que la zona

septentrional es tributaria de la cuenca del Nive (Francia) que vierte en el Golfo de Vizcaya.

4.2. ANALISIS GEOMORFOLOGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

A nivel regional, la hoja de Orreaga-Roncesvalles se enmarca dentro del dominio occidental pirenaico.

La hoja se encuentra ocupado, por sedimentos predominantemente detríticos del Paleozoico (esquistos y cuarcitas), carbonatados (calizas y margas) del Cretácico y turbiditas terciarias..

Las morfologías de génesis estructural se localizan en relación con la composición litológica del sustrato, en el sentido que la presencia de niveles competentes, más resistentes a la erosión, propician la generación de formas, que pueden alcanzar una extensión notable y que, en general, son un reflejo de la disposición estructural de los materiales.

En el ámbito de la hoja son los materiales resistentes, sobre todo areniscas y cuarcitas, los principales responsables de la presencia de morfologías de génesis estructural.

Se han cartografiado las crestas principales, que constituyen el rasgo estructural más característico en el área, así como las morfologías en cuesta que conforman escarpes estructurales en series monoclinales.

4.2.2. Estudio del modelado

Se describen a continuación las principales formas del modelado, de origen exógeno, presentes en la hoja, agrupadas en función de su génesis.

4.2.2.1. Formas de ladera

Las vertientes, como formas de enlace entre los relieves elevados y las zonas deprimidas, constituyen una parte importante de la morfología del territorio, representando la zona de tránsito de agua y sedimentos hacia la red de drenaje.

En la hoja de Orreaga-Roncesvalles, y condicionado por la disposición estructural de los materiales, es frecuente la presencia de un proceso bastante generalizado de regularización de vertientes, que dada su presencia generalizada no ha sido representado en la cartografía.

Si se han representado aquellas vertientes en las que el proceso es más eficaz y en las que las características topográficas han propiciado la presencia de acumulaciones tipo coluvión que no suelen alcanzar gran extensión.

En laderas relacionadas con algunas zonas culminantes de relieve, se han cartografiado morfologías de tipo canchal.

Es importante destacar,asimismo, la presencia de áreas en las que se han reconocido morfologías de deslizamientos en las laderas que, aunque frecuentes, no presentan gran extensión.

4.2.2.2. Formas fluviales

Las morfologías con depósito de génesis fluvial que tienen mayor representación en la hoja son los fondos de valle, escasamente importantes al tratarse de zonas de cabecera de la red.

Otra morfología con depósito presente en el ámbito de la hoja, corresponde a los conos de deyección que se localizan a la salida de algunos barrancos.

La red fluvial de menor orden presenta un proceso generalizado de incisión lineal, sobre todo en los tramos altos. Ocasionalmente, y a favor de laderas labradas sobre materiales menos consolidados, se han reconocido algunos procesos de arroyada en regueros.

Se han representado también en el mapa los collados de divergencia fluvial que marcan morfologías netas.

4.2.2.3. Formas poligenicas.

Entre las morfologías de génesis poligénica presentes en la hoja de Orreaga-Roncesvalles, se han representado las morfologías de glacis que se reconocen en el ángulo suroccidental. En esta misma zona, algunas vertientes presentan modelado y depósitos correspondientes a glacis actual-subactual.

Normalmente relacionadas con zonas de relieve más abrupto, se reconocen algunas morfologías residuales, labradas sobre materiales más resistentes, que dan lugar a rocas aisladas o pináculos rocosos.

4.2.2.4. .Formas glaciares/periglaciares

Se han reconocido en el ámbito de la hoja algunas morfologías relacionables con génesis glacial y periglacial correspondientes a circos degradados y corredores de avalancha.

En la zona de Ortanzurieta se han cartografiado cuatro morfologías de circo glacial degradado, así como un corredor de avalancha en el área de Olatrane en la parte occidental de la hoja.

En la Bibliografía regional ya es citada la presencia testimonial de cuatro focos glaciares pleistocenos en esta zona pirenaica: además de este de Ortanzurrieta son conocidos en Ibañeta, Artesiaga y zona de Adi y aledaños.

4.2.2.5. Formas karsticas

Por su extensión e importancia morfológica, destaca, en el ámbito de la hoja, las depresiones de fondo plano, asimilables a poljes, que se reconocen en la zona centrooriental de la hoja, y labradas a favor de las calizas cretácicas existentes en ese área.

En relación con los mismos materiales, también se han cartografiado dolinas de fondo plano y campos de dolinas (cuando son muy abundantes y resulta difícil su individualización), así como sumideros.

4.2.3. Formaciones superficiales

En el capítulo de Estratigrafía, se incluye una breve descripción de los depósitos cuaternarios cartografiados en la hoja de Orreaga-Roncesvalles. A continuación se describen estos materiales, agrupados en orden a su génesis y edad, expresando entre paréntesis la letra asignada en la leyenda del Mapa Geomorfológico.

4.2.3.1. Cantos en matriz limoarcillosa. Coluviones. (a) laderas. Holoceno.

Aunque en el área es frecuente la movilización de los materiales a favor de las vertientes, se han diferenciado en la cartografía solamente aquellas zonas en las que el tapiz de escombros alcanza una mayor extensión y/o espesor.

Los coluviones, que se encuentran escasamente representados en el área de la hoja están formados por cantos, angulosos y subangulosos, procedentes de las partes altas de la vertiente, englobados en una matriz abundante de limos y arcillas de tonos pardos y amarillentos. Su espesor puede superar los 4-5 m. en las zonas más distales del depósito.

Se han atribuido al holoceno.

4.2.3.2. Gravas, arenas y arcillas (fondos de valle). Cantos en matriz limoarcillosa (conos de deyección).(b). Fluvial. Holoceno.

Asociados a algunos cauces, tanto de la red principal como de la secundaria, se reconocen depósitos atribuibles a fondos de valle. En todos los casos son de escasa extensión y desarrollo.

Están compuestos por gravas dominantes, con matriz arenosa y arcillosa. Su espesor es difícilmente cuantificable, pudiendo estimarse un valor general en torno a 1-2 m.

En las salidas de algunos barrancos, se han cartografiado morfologías correspondientes a conos de deyección, formados por cantos, más o menos heterométricos y angulosos, englobados en una abundante matriz arcillosa y limosa. Su espesor, en las zonas más distales, puede alcanzar los 2-3 m.

Su edad es holocena.

4.2.3.3. Cantos en matriz limoarcillosa. Glacis (c). Poligenico. Pleistoceno. Glacis actual-subactual (d). Holoceno.

Corresponden a las zonas más proximales de unas morfologías de glacis que se localizan en el ángulo suroccidental de la hoja.

Están formados por cantos heterométricos, en matriz limoarcillosa y de escaso espesor en esta zona (2-3 m.)

4.3. EVOLUCION DINAMICA

El registro morfológico más antiguo existente en la hoja de Orreaga-Roncesvalles, está constituido por las formas estructurales que conforman la arquitectura principal del paisaje.

Por conocimiento regional, puede considerarse que la exhumación definitiva del relieve debió producirse, aproximadamente, en el Oligo-Mioceno que fué, por tanto, el momento del comienzo de la generación del relieve actualmente observable.

A partir del Pleistoceno, se produce el depósito de las morfologías de glacis que, en otras zonas, son coetáneos con terrazas fluviales.

En el Holoceno se generalizan los procesos de acumulación de ladera y de erosión y depósito de la red fluvial que, por otra parte, ya debió ser activa desde los primeros estadios de generación del relieve.

Esta actividad, que se mantiene en la actualidad, acompañada por los procesos de disgregación mecánica, química (kárstica) y de movimiento en ladera, continúa el proceso de modelado del relieve del área.

4.4. MORFOLOGIA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.

Los procesos de erosión, ligados a la dinámica fluvial, junto a los de movilización y acumulación en ladera, aparecen como los más activos en la actualidad en la hoja de Orreaga-Roncesvalles.

En las zonas con escasa cobertura vegetal, debe estimarse que los procesos potencialmente activos puedan desarrollarse con mayor eficacia. Por ello, y con objeto de minimizar las consecuencias de la actividad de estos procesos, se recomienda favorecer, en lo posible, el desarrollo de una cobertura vegetal de protección, bien a nivel forestal o de cultivos.

En cualquier caso, y en la situación actual, deben considerarse como procesos potencialmente activos y generadores, por tanto, de riesgo en el desarrollo y ejecución de la obra pública, la movilización en ladera y los procesos relativos a la dinámica fluvial.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica del sector Vasco de la Cadena Pirenaica donde se encuadra la zona de estudio es muy compleja, tanto por el gran número de formaciones existentes, como por la complejidad de su evolución tectónica que llega hasta etapas muy recientes.

A grandes rasgos pueden diferenciarse dos grandes ciclos orogénicos, que a su vez comprenden varias fases, lo que complica la reconstrucción de la evolución histórica.

Las formaciones más antiguas que afloran en este sector pertenecen al Ordovícico, con unos 1.500 m de potencia, constituido por sedimentos detríticos, representados en la base por cuarcitas en bancos potentes, sobre las que se sitúan unas alternancias de cuarcitas y esquistos, para terminar en una serie eminentemente pizarrosa. En conjunto el Ordovícico constituye una megasecuencia que representa la evolución desde facies de plataforma somera en la base a sedimentos marinos de cierta profundidad a techo, disposición que continuará durante el Silúrico.

A partir del Devónico inferior la sedimentación se hace más variada tanto en la vertical como en la horizontal, con cambios bruscos de facies y potencias, lo que hemos interpretado como debidos a una fase de movimientos en la vertical que provocarían la formación de unas zonas elevadas y otras hundidas. Es en este contexto donde tuvo lugar la sedimentación durante el Devónico. En una primera etapa (durante el Gedinense-Siegeniense) se crea un alto relativo en el sector SO y una zona deprimida hacia el norte, donde se depositarían las facies detríticos-pelíticas de la base del Devónico, en otros sectores en las zonas elevadas, la sedimentación es más carbonatada, calizas de Encrinos.

Durante el Siegeniense-Emsiense los aportes detríticos van perdiendo importancia hacia el techo de la serie, reflejando por una parte el relleno de las zonas deprimidas y por otra el desbordamiento sobre las zonas elevadas.

Durante la mayor parte del Devónico medio predomina una sedimentación de tipo pelágico. En el Devónico superior, en los sectores situados al norte (Cinco Villas), este

régimen continua, mientras que hacia el sur se instaura una sedimentación más variada con aportes detríticos de tipo turbidítico, acompañado de manifestaciones eruptivas y con episodios carbonatados que continua durante el Carbonífero inferior.

En el Carbonífero superior las facies detríticas de origen continental anuncian los primeros movimientos de la orogenia hercínica.

El Pérmico representa una etapa de relleno de pequeñas cuencas muy subsidentes con facies continentales a litorales. Estas cuencas están limitadas por los accidentes tardihercínicos, y separadas entre sí por umbrales con sedimentación nula o escasa. Algunos de estos accidentes presentan una actividad volcánica básica asociada, como ocurre en la hoja de Maya de Baztán (66-III).

El inicio del Triásico (facies Buntsandstein) supone la homogeneización de las cuencas pérmicas y la expansión de la sedimentación detrítica sobre el zócalo hercínico. En conjunto, el Buntsandstein dibuja una megasecuencia granodecreciente producida bajo condiciones climáticas áridas.

La facies Muchelkalk supone un episodio marino transgresivo, con sedimentación carbonatada, que da paso durante el Keuper de nuevo a ambientes litorales someros de tipo "sebhka".

El Triásico supone una etapa de estabilidad tectónica previa al inicio de la fase de "rifting" del orogeno pirenaico, la cual comienza en el Jurásico.

Al finalizar el Jurásico los movimientos que dan origen a la fracturación N-50°E, son los responsables de la erosión de los relieves recién constituidos, de la laguna estratigráfica existente en la base del Cretácico Inferior y de las discordancias existentes durante parte del Cretácico superior.

Los movimientos orogénicos más importantes en esta fase van asociados a la traslación sinistral de la falla nord-pirenaica, que origina una zona elevada (macizo de Aldudes),

una zona de flexura inestable (Mendibelza), y hacia el norte una zona deprimida subsidente de orientación Este-Oeste.

En esta disposición tiene lugar la sedimentación de los materiales cretácicos marcados por la transgresión Albiense Cenomaniense. En el macizo de Aldudes se origina una plataforma marina somera, mientras que en la flexura de Mendibelza se depositan brechas intraformacionales, y en la zona de cuenca los depósitos turbidíticos, con presencia de olistolitos procedentes de los bordes.

Esta disposición continúa durante el Cretácico superior, con episodios de mayor o menor actividad de la flexura del Medibelza.

Durante el Turoniense y parte del Coniaciense se registra un episodio regresivo al que sigue una etapa uniforme durante la sedimentación del Santoniense inferior.

Durante el Santoniense superior la flexura de Mendibelza se reactiva, creandose en la zona un régimen litoral con aportes detríticos, para continuar con episodios de sedimentación carbonatada con rellenos de las áreas deprimidas que igualaría los relieves y para finalizar se instala un regimen pelágico sin apenas aportes detríticos.

Este régimen de mar abierto con facies homogéneas de tipo pelágico continúa durante el inicio del Terciario.

Durante una parte del Paleoceno, la cuenca de sedimentación se individualizó en varias subcuencas, pasando progresivamente a una única cuenca que ocuparía este sector.

Una nueva fase situada en el Eoceno medio da lugar a la formación de grandes relieves contituidos por los materiales paleozoicos.

Despues de una primera fase, tiene lugar el rejuego de la falla nord-pirenaica y el accidente profundo N 40°-60°E que provoca una torsión de las escamas de la primera fase.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

En la hoja de Roncesvalles (91-IV) existen algunas explotaciones, abandonadas en la actualidad, de hierro y sulfuros, así como citas de indicios de las mismas sustancias que no han sido objeto de explotación conocida

6.2. HIDROGEOLOGIA

6.2.1. Introduccion

Las hojas 1:50.000 de Maya de Baztan y Valcarlos, no presentan gran interés en orden a sus recursos de agua subterránea. La naturaleza litológica de los materiales que componen el sustrato, predominantemente esquistos, cuarcitas y areniscas de edad paleozoica y triásica provoca la presencia de abundantes acuíferos, pero de escasa entidad, y repartidos de forma irregular. Solamente los materiales carbonatados del Cretácico, aflorantes en la zona septentrional, y las dolomías y magnesitas paleozoicas, al Sur, pueden llegar a constituir acuíferos de cierto interés.

En 1975, la Comunidad Foral puso en marcha el Proyecto Hidrogeológico de Navarra, que en dos fases, se prolongó hasta 1983. Este estudio permitió definir, dentro del Territorio Foral, once unidades hidrogeológicas, y conocer sus principales características y parámetros hídricos.

Teniendo en cuenta que las características hidrogeológicas del territorio no se circunscriben exclusivamente al ámbito de un cuadrante, se realizará en este capítulo una descripción general, incluyendo una explicación detallada de los manantiales que se localicen en cada cuadrante.

6.2.2. Climatología e hidrología

El área comprendida en el ámbito de las hojas se incluyen en la zona que, dentro del territorio foral, presenta valores más elevados en cuanto a pluviosidad. Las precipitaciones medias se sitúan por encima de los 1.500 mm. anuales y, localmente, alcanzan los 2.000 mm. El régimen de humedad puede, por tanto, considerarse como muy húmedo.

Hidrologicamente, las hojas de Maya de Baztán y Valcarlos se incluyen en la Cuenca Norte (subcuenca del Bidasoa)

6.2.3. Geología y estructura

Las hojas 1:50.000 de Maya de Baztán y Valcarlos quedan integradas dentro de la Unidad Hidrogeológica Norte, constituida por materiales paleozoicos y triásicos que forman los macizos de Aldudes-Quinto Real. Los primeros son, fundamentalmente, esquistos, pizarras y cuarcitas, con tramos de calizas, dolomías y magnesitas. Los segundos son conglomerados, areniscas y arcillas.

En toda el área, existe una zona de alteración superficial, que puede tener importancia, provocada por las condiciones climáticas y la abundante cobertera vegetal existente.

6.2.4. Principales acuíferos

Como consecuencia de la diversidad litológica y de la importante tectónica existente, que compartimenta de forma notable el territorio, se localizan abundantes acuíferos, en general poco importantes, repartidos por toda la unidad.

Normalmente, responden a dos tipos genéricos; el primero, formado por acuíferos superficiales, localizados a favor de zonas de alteración, que juega un papel importante en la retención de las aguas de lluvia. Son drenados por pequeños manantiales de circulación hipodérmica que se localizan en los fondos de los valles y en las laderas.

Existe otro tipo de acuíferos formado por calizas, dolomías y areniscas con permeabilidad por fisuración y que, debido a la estructura y litología, forman pequeños acuíferos compartimentados y aislados unos de otros. Como los anteriores, se alimentan a partir de las aguas de lluvia, y descargan por numerosos manantiales.

Posiblemente, el más importante es el formado por las calizas, dolomías y magnesitas del Carbonífero en la zona de Eugui. Se trata de un acuífero de permeabilidad media en una zona de elevada pluviometría y drenado por un buen número de manantiales y por los cauces que, como el río Arga, lo surcan.

Las aguas de la Unidad hidrogeológica Norte, suelen ser de mineralización débil y blandas, salvo las de acuíferos carbonatados, que son de dureza media y mineralización ligera. Por su composición, son bicarbonatadas cálcicas o magnésicas, y su variación en la composición química con el tiempo, no es significativa.

6.2.5. Principales manantiales

En la hoja 1:50.000 de Valcarlos todos los manantiales inventariados presentan caudales muy bajos, habitualmente inferiores a 10 l/seg., que proporcionan exclusivamente abastecimientos a particulares o pequeñas comunidades. Solo cabe destacar, en orden a su caudal, algunos manantiales que superan los 20 l/seg., en el Bidasoa (manantial de Negusarai II, con 65 l/seg.) y en el río Luzaide (manantiales de la Regata del Infierno con 26 l/seg.)

7. BIBLIOGRAFIA

BEUTHER, A.; KNEUPER-HAACK, F.; MENSINK, H. Y TISCHER, G.- (1966). "El Jurásico y el Wealdense en el NE de España". Inst. Federal de Investigaciones Geológ. y Servicios Geológ. Regionales de la República Federal Alemana.

BOER, H.U. DE, y MOHR, L. (1966).- "Zum magmatismus im Aldudes-Quinto Real Massiv, in dem Spanischen West pyrenäen". Clausthal-Zellerfed.

BOER, H.U. de; H.F. KRAUSSE; K. MOHR; R. MÜLLER; A. PILGER, y H. REQUADT (1971). "La région de magnésite d'Eugui dans les Pyrénées Occidentales espagnoles-une explication de la carte géologique". Actes VI Congrès Inter., Etudes Pyrénéennes, Bagnères-de-Bigorre, 18, 22. Sept. 1971 (im Druck). Toulouse, 1973.

BOER, H. U. (1954). "Phase de plissement dans les Pyrénées basques orientales". C.R. 19^o Sess., Congrès géol. Intern. Alger., 1952, sect. XIII, fas. XIV, pp. 143-164, 2 figs., 1 pl., Alger.

BOISSONNAS, J.; LE POCHAT, G.; THIBAUT, C. Y BERNATZKY, M. (1976). "Notice explicative de la feuille Iholdy". S.G.R. Aquitaine - Poitou - Charentes. Paris.

CAMARA P. Y KLIMOWITZ, J.- (1985).- "Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica". Estudios Geológicos nº 41, pp. 391-404.

CAMPOS, J.- (1979).- "Estudio geológico del Pirineo Vasco al W del río Bidasoa". Rev. MUNIBE. Soc. Ciencias Aranzadi. T. 31. pp. 3-139.

CASTERAS, M. y SOUQUET, P. (1965).- "Sur la constitution et sur la stratigraphie du revêtement crétacé du massif de Mendibelza (Pyrénées occidentales)". C. R. Somm. Soc. Géol. France, 1965, 7, pp. 225-226, Paris.

CASTERAS, M. y SOUQUET, P. (1966). "Sur les accidents de la couverture de la zone primaire axiale au Sud du massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées)". C.R. Somm. Soc. Géol. France, 1966, 9, pp. 368-369, 1 fig., Paris.

CASTERAS, M.; M. FREY, y J. GALHARAGUE (1967).- "Sur le terrains paléozoiques et sur la structure du massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées)". C.R. Acad. Sc., 264, Sér. D, pp. 1.677-1.682, 1 fig., Paris.

CIRY, R. (1951).- "Observations sur le Crétacé de la Navarre espagnole au nord-ouest de Pamplone". C.R. Acad. Sc., 233, pp. 72-74, Paris.

CIRY, R. ; M. AMIOT, y P. FEUILLE (1964). "Les transgressions crétacées sur le massif d'Óroz-Betelu (Navarre espagnole)". Bull. Soc. Géol. France, 5 sér., 5, pp. 701-707, Paris.

DAMESTOY, G. (1961). "Esquisse tectonique du massif des Aldudes -Quinto Real (Basses-Pyrénées)". C.R. Soc. Géol. France, 4, pp. 86-89.

DAMESTOY, G. (1961).- "Etude de la série dévonienne de la vallée de Quintua (Basses Pyrénées)". C.R. Soc. Geol. France n° 3. pp. 75-77.

DESTOMBES, J.P. (1965). "Paleogéographie du Devonien des Pyrénées françaises". Rapp. Int. B.R.G.M. (Inedit).

DESTOMBES, J.P., y C. GUIRAUDIE (1965).- "Tectonique et formations paléozoïques de la région d'Iraty, Massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées)". Actes 4^o Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes Pau-Lourdes, 11, 16 sept., 1962, I (2), pp. 43-48, 2 fig., Toulouse.

EWERT, F.K. (1964). "Geologie des Südteiles des Baskischen Pyrenäen". Diss. Univ. Münster, 223 p., Münster.

FEUILLEE, P. (1962). "Contribution a la connaissance du Cretacé moyen du nord et de l'ouest de la Navarre espagnole". L. Geologie Sorbone.

FEUILLEE, P. (1962). "Observation sur la Cretace moyen du bassin de Vera-Sare-Ainhoa (Basses Pyrénées et Navarre espagnole)". C.R. Soc. Géol. France. Fas. 5, p. 138

FEUILLEE, P. (1964). "Sur l'âge cénomanién des calcaires á Caprines de Pyrénées Basques occidentales". C.R. Somm. Géol. France, fasc. 2, pp. 90-82.

FEUILLE, P. (1970). "Y-a-t-il des flysch Pyrénéens?". Bull. Soc. Géol. France, vol. 12, n° 4, pp. 603-611.

FEUILLEE, P., y SIGAL, J. (1965). "Presencia de un nivel con Globotruncana helvética Bolli (Turonense) en la región vasco cantábrica". Not. y Com. IGME, n° 80, pp. 85-90.

FEUILLEE, P. y SIGAL, J. (1965). "La transgression du Cretacé Superior ("Flysch Nord-Pyrénéens") sur le Massif des Cinco-Villas (Pyrénées Basques)". Bull. Soc. Géol. France, t. VII, pp. 45-55.

FEUILLE, P., y RAT, P. (1970). "Le déplacement du matériel bioclastique et l'importance des extraclastes (exemples dans le Crétace pyrénéo-cantabrique)". Ext. Du C.R. Somm. des Séan. de la Soc. Géol. France, fascicule 2, p. 60.

FEUILLE, P., y RAT, P. (1971). "Structures et paleogeographies pyrénées-Cantabriques". Histoire Structurale du Golf de Gascogne, V. 1-1, a V. 1-48, tome 2, technip.

FROUTE, J.Y. (1988). "Le role de l'accident Déstella dans l'histoire géologique Crétace supérieur a Miocène des Navarra-Alavais". These. Université de Pau.

GARCÍA, A.; VALLE, J. (1997). "Mapa geológico de Navarra 1:200.000. Memoria". Sev. Obras Publ. Gob. Navarra, pp. 1-142.

GÓMEZ DE LLARENA, J. (1950). "La magnesita de Eugui (Navarra)". Bol Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid, 48, pp. 67-70.

GÓMEZ DE LLARENA, J. (1950). "La magnesite (giobertite) de la haute vallée de IÁrga (Pyrénées de la Navarre espagnole) et de Úrepel (Basses-Pyrénées)". C.R. Acad. Sc., 231, pp. 1.521-1.522, Paris.

GUBLER, Y.; M. CASTERAS; R. CIRY, y P. LAMARE (1947).- "Sur l'âge des poudingues dits de Mendibelza dans le bassin du Laurhibar, au Sud-Est de Mendive (Basses-Pyrénées)". C.R. Som. Soc. Géol. France, 1947, 16, pp. 329-330. Paris.

GUBLER, Y.; y D. SCHNEEGANS (1948).- "Tectonique embryonnaire dans le domaine pyrénéen pendant les temps crétacés (Crétacées Inférieur)". C.R. Somm. Soc. Géol. France, 1948, pp. 130-131, Paris.

HEDDEBAUT, C. (1965). "Recherches stratigraphiques et paléontologiques dans le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées)". Bull. Soc. Géol. France (12), VII, pp. 631-639.

HEDDEBAUT, C. (1967). "Observations tectoniques sur le massif des Aldudes (Basses-Pyrénées)". C.R. Somm. Des Séan. De la Soc. Géol. France, fasc. 7, p. 280.

HEDDEBAUT, C. (1967). "Découverte dun Westphalien á plantes dans les Pyrénées basques francaises". C.R. Somm. Des Séan. de la Soc. Géol. France, fasc. 3, p. 81.

HEDDEBAUT, C. (1970). "Sur l'âge des formations paléozoiques du massif des Cinco-Villas (Pays basque espagnol)". C.R. Somm. Soc. Géol. France, fasc. 6, pp. 205-207.

HEDDEBAUT, C. (1973). "Études Géologiques dans les Massif Paléozoïques basques". Thèse. Université des Sciences et Techniques de Lille. France.

JUCH, D. (1970). "Das variszikum von Maya del Baztán (spanische West-pyrenäen)". Tesis de Diploma (no publicada), Geol. Inst. T.H. Claustahl.

JUCH, D., y SCHÄFER, D. (1971). "L'Hercynien de Maya et de la vallée d'Arizakun dans la partie oriental du massif de Cinco Villas (Pyrénées Occidentales d'Espagne)". Acta VI Congrès Intern. Etudes Pyrénéennes Bagnères de Bigorre, 18-22 Sept. 1971 (en prensa).

KLARR, K. (1971). "Der geologische Bau des südöstlichen Teiles vom Aldudes-Quinto Real-Massiv (spanische Westpyrenäen)". Clausthal Geol. abh. 11, 184 s., 42 Abb., 1 Tal., 16 Bell, Clausthal-Zellerfeld.

KRAUSSE, H.F. (1971). "The tectonical Evolution of the Western Pyrénées". Bagnères de Bigorre, 18-22 Sept. 1971.

KRAUSSE, H.F. (1973). "Strukturkarte und Achsenkarte der kleinfalten im Devon V. Karbon mit Permotriassischen Deckgebirge zwischen Echalar V. Mugaire-Oronoz (östeiches Cinco Villas Massiv)" aus "Über den geologischen Ban variscischer Massive und ihrer alpidischen Mantelschichten in den baskischen Pyrenäen". Habil-Schrift, Fak. Natur. - V - geistes wiss. Techn. Univ. Claushtal, VI + 2175 75 abb., 4 tab., 5 struckturkarte i. D. Aulage, Clausthal-Zellerfeld.

KULLMANN, J. (1970). "Oberdevonische und karbonische Goniatiten Faunen in den Spanischen Westpyrenäen." Clausthaler Geol. Abh., H. 12 (In Vorbereitung), Mskrpt. 14s., b.d. Redaktion eingegangen 7. Sept.

LAMARE, P. (1936). "Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne". Mém. Soc. Géol. France (N.S.) 12, 27, 464 p., 305 figs. 7 pls., 1 carte géol. au 1:200.000 Paris.

LAMARE, P. (1943). "Les roches intrusives anté-hercyniennes des Pyrénées basques d'Espagne". Bull. Soc. Francaise Minér., 66 (1-6), pp. 337-370, Paris.

LAMARE, P. (1946). "La terminaison orientale du massif des Aldudes, aux environ d'Argégur (Rev. de la feuille de Saint Jean Pied de Port au 1:80.000)". Bull. Carte Géol. France, 45, 216, pp. 265-305, 4 figs., 4 pls., Paris, 1946.

LE MAITRE, D., y C. HEDDEBAUT (1962).- "Découverte d'un gisement á Gastrocrinus dans le Dévonien Inférieur des Aldudes (Basses-Pyrénées)". C.R. Acad. Sc. , 254, Sér. D., 13, pp. 2.399-2.400, 1 fig., Paris.

LE POCHAT, G.; LENGUIN, M.; NAPIAS, J.C.; THIBAUT, C.; ROGER, P. y BOIS, J.P. (1976). "Notice explicative de la feuille S. Jean de Pied-de-Port". SGR. Aquitaine-Poitou-Charentes. Paris

MAILLARD, P. (1966).- "Etude géologique et métallogénique de la région de Valcarlos (Navarra). Thèse Doct. 3^o Cycle, Fac. Sc. Univ. Paris, 108 p., 17 figs., 1 carte géol., au 1/20.000, Paris (non publiée).

MARTÍNEZ TORRES, L. (1989). "El Manto de los Mármoles (Pirineo occidental)". Tesis. Universidad del País Vasco.

MIROUSE, R., (1966). "Recherches géologiques dans la partie occidentale de la Zone primaire axiale des Pyrénées". Thèse Doct. Sc. Nat., 2 t, 672 p., 16 pls. 135 figs., 2 cartes, Toulouse, 1962; Mém. Carte Géol. France, 451 p., 122, figs. 16 pls, Paris.

MULLER, D. (1969). "Perm und Trias im Valle del Baztán (spanische Westpyrenäen)". Dissertation, Fak. Natur. U. Geisteswiss. T.U. Clausthal, 128, 15 Abb., zahlr. Profiltaf, u. 2 geol. karten, Clausthal-Zellerfeld.

MULLER, D. (1973). "Perm und Trias im Valle del Baztán-ein Beitrag zur Stratigraphie und Palaeogeographie der spanischen West-pyrenäen". N.Jb. Geol. Palaeont., Abh. 142, I, s. 30-43, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

MOHR, R. Y PILGER, A. (1965). Das Nord-Süd-streichende Lineament von Elizondo in den westlichen Pyrenäen. Geol. Rdsch., 54 (1964), 2, s. 1044-1060, 7 Abb., Stuttgart.

REQUADT, H. (1972). "Zur Stratigraphie und Fazies des Unter-und-Mittelde-vons in den spanischen Westpyrenäen". Unversf. Diseser., Fak. Natur. U. Geistes. Techn. Univ. Claust. 170s., 40 Abb. 1 Taf., Clsusthal-Zellerfed, 1971, und in: Clasutha. Geol. Abh. 13, 113 s., 40 Abb., 1 Taf., Clausthal-Zellerfed, 1972.

REQUADT, H. (1973). "Aperçu sur la Stratigraphie et le facies du Devonien Inférieur et moyen dans les Pyrénées occidentales d'Espagne". Actes VI Congrès Int. Etudes Pyrénéenes. Bagnères de Bigorre, 18-22 sept., 1971, Toulouse.

SCHÄFER, D. (1970). "Das Westpyrenäenpaläozolkum in südlichen Arizcun-Tal, Valle del Baztán, Spanien". Diplomarbeit Geol., Inst., t. V, Clausthal.

SOUQUET, P. (1966). "Nouvelles observations sur le revêtement crétace des Massifs des Aldudes et de Mendibelza (Pyrénées basques)". C.R. Acad. Sc., 262, Sér. D. Pp. 2.413-2.434, 2 figs., Paris.

VOELTZ, H. (1964). "Zur Geologie der Pyrenäiden im nordwestlichen Navarra. Spanien". Diss. Westfälischen landesuniversität (Münster).

WALGENWITZ, R. (1976). "Étude pétrologique des roches intrusives du trias, des écailles du socle profond et gites de chlorite de la région d'Élizondo (Navarre. Espagne)". Thèse de l'Université de Besançon, pp. 172.

WIRTH, M. (1967). "Zur Gliederung des höheren Paläozoikums (Givet Namur) im Gebiet des Quinto Real (Westpyrenäen) mit Hilfe von Conodonten". N. Jb. Geol. Paläont., Abh. 127, 2, s. 179-244, 14 Abb., 2 Taf., 4 Taf., Stuttgart.